

第一章 气象要素与观测

地球表面覆盖的气体我们称它为大气。风、雨、雪、雾、阴、晴、寒、暖等都是大气中的自然现象。每一个单一的自然现象，我们称它为气象要素（meteorological element）。每一个气象要素都体现着天气的一个侧面，多个气象要素的综合才能反映出一定的天气状况。

气象要素可以通过仪器测定和目视估计。测定了气象要素值后，就可依据它们确定当时的天气条件；连续地测定气象要素值就能反映出天气变化的客观实际，给我们提供了分析过去的天气变化资料，判断未来的天气变化的情况。各个气象要素是互相联系、互相影响的处在同一大气中。因此，我们要比较全面地掌握各种气象要素的意义及其表示方法，从多个侧面去认识天气。

大气中的自然现象都是发生在大气中，这些自然现象对航海有直接或间接的影响。因此，航海者对气象要素有个梗概的了解是必要的。

第一节 大气及其分层

大气中所发生的各种物理现象和其变化过程都直接或间接的与大气的组成和层次等一般特性有关，因此，在学习“航海气象”时，必须对大气和其层次有所了解。

一、大气的成分

大气是由多种气体混合组成的一种无色、无味、无臭的混合气体。根据气象学的需要常把大气的组成为三部分。

（一）干纯空气（dry air）

它是组成大气的主要部分。它虽然是混合物，可是在90公里^①以内的大气中，其组成比例几乎不变。各种气体所占的体积百分比如下。

氮	78%
氧	21%
氩	0.9%
二氧化碳	0.03%
氢和其它稀有气体	0.07%

二氧化碳在工业中心和火山地区较多；臭氧在高空多，近地面层空气中雷雨后又常常出现。除臭氧有臭味外，干纯空气中的其它气体都是无味的气体。

（二）水汽（vapour）

水汽是大气中含量变化最大的气体。在赤道洋面，最多时它的体积可占整个空气体积的4%；在极地，最少时几乎等于零。水汽是从大陆和海洋上蒸发而来的，因而在低层大气中，水汽含量最多，高度越高，水汽含量越少。水汽在大气中的含量比氮和氧虽然少得多，可是

^① 1公里 = 1千米 = 10³米。

在天气变化中，它却扮演了很主要的“角色”。如果没有水汽，大气中的云、雨、雪、雷暴等现象也就不会发生了。

天气变化几乎尽在离地面（海面）10余公里内。大气重量也都集中在低空，地面附近5公里高度以下的大气重量，约占全部重量的一半，在此高度内的水汽量约占全部水汽量的90%。由此可见，大气密集低空与主要天气变化发生于低空的现象是极为明显的。

二氧化碳、臭氧和水汽，在大气中虽然含量不如氮和氧大，但它们有其独特的性质，它们能直接吸收太阳辐射的一定波段。这种特性，现在已被地球卫星的探测技术所应用。

（三）微尘（dust）

微尘是大气中的固体杂质，它的来源很广：有从地面上被风吹起的微尘；有从烟囱里冒出来的烟粒；海洋面上由浪花激起而排往空气的微小盐粒等。大气中的微尘不仅会使能见度变坏而影响航行，而且有害环境。但是，漂浮在大气中的微尘，可以作为水汽凝结的核心，促使云雨的形成。

二、大气分层

大气是围绕地球的一层气体。那么，大气的高度究竟有多高呢？其底界就是地面（或海面），但是上界就比较模糊了。因为大气的密度随着高度的增高而减小，最后和星际气体联起来了，中间并不存在一个截然的界限。如果把大气密度接近星际气体密度的高度作为大气的上界，那么根据人造卫星和宇宙火箭探测到的资料推算，这个上限约在2000~3000公里的高度上。

大气在各不同高度上，往往具有某些特殊的性质。我们根据大气的运动状态、温度的垂直分布和电的性质，可把大气分为三层：对流层、平流层和电离层，如图1-1-1所示。

（一）对流层（troposphere）

对流层是紧挨着地面的一层。它离地面的高度随时间与地区而变化，在低纬度地区约有17~18公里，在中纬度地区约有10~12公里，在高纬度地区约有8~9公里。由这些数字看来，对流层的厚度还不及整个大气厚度的1%，但这一层却集中了大气质量的四分之三，并且还包含了几乎整个大气中的水汽。我们所遇到的最重要的天气现象，如台风、雨、雪、雾等，都发生在这一层。除此之外，这一层还有如下的几个重要特征：

第一、对流层中气温随高度的增加而降低，其降低的速率，在不同地区不同季节是不同的。即使同一地区，同一季节里，也是经常变动的。平均说来，每升高100米气温下降 0.65°C 。这是对流层第一个重要特征。

第二、对流层主要从地面获得热能，使空气有强烈的上升和下降运动，即对流作用。空气对流作用的强度随季节和纬度而不同，一般说来低纬度对流强，高纬度弱，夏季强，冬季弱。空气通过对流等形式，上、下层空气进行交换，对成云致雨有重要的作用。因此对流层中空气能垂直混合，是第二个重要特征。

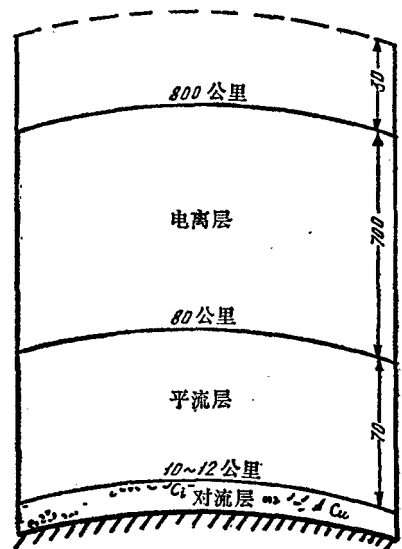


图1-1-1 大气结构

第三、地表对对流层影响最大，而地表性质差异很大，因此对流层中温度、湿度等的水平分布是不均匀的，如大家都知道的，北方比南方冷（北半球），海上比陆地潮湿，这是其第三个重要特征。

在对流层中，根据空气的运动和天气现象分布的特点又可分为下层、中层和上层：

下层（又称摩擦层或扰动层）它的高度自地面到 2 公里的高度。随季节和昼夜的不同，下层范围有所变化，一般夏季高于冬季，白天高于夜间。在这一层里空气的运动受地面摩擦影响最大，乱流交换强盛，随高度的增加，空气运动速度增大，方向偏转；由于受地面热力作用的影响，气温日变化明显；由于本层的水汽、尘粒含量较大、因而低云、雾、霾、浮尘等出现频繁。

中层 它的底界即摩擦层顶，上界高度约离地面 6 公里。这一层受地面影响比摩擦层小得多，这一次的空气运动状况基本上可以代表整个对流层空气运动趋势。大气中的云和降水大都产生于这一层。

上层 它的范围从 6 公里高度到对流层的顶部。这一层受地面的影响更小，气温常年都在 0°C 以下，水汽含量较少，各种云都是由冰晶和过冷水滴组成。在中纬度和热带地区，这一层中常出现风速大于 30 米 / 秒的强风带，即所谓急流。

（二）平流层(stratosphere)

由对流层的上限至 80 公里的高度范围内，称为平流层。平流层中的空气已很稀薄。平流层中空气以水平运动为主而垂直对流不强，所以平流层的名称也就是由此而得。从平流层下限至 40 公里左右，气温随高度几乎不变。其上部的的气温还有随高度增大而增高的现象。这是因为平流层中臭氧密度较大所致。平流层中低层风速大，而越向上风速又随高的增高而降低。由于平流层中空气十分干燥，所以没有一般的云和降水现象。

介于对流层和平流层之间的过渡层，其厚度约几百米到 1~2 公里，称为对流层顶层(tropopause layer)。对流层顶层的下限，称为对流顶(tropopause)。因此，对流顶实际上就是大气对流的上限。

上面的分层基本上从温度分布的角度对大气进行的分层。另外还可以根据大气的其它一些特性进行分层。

（三）电离层(ionosphere)

根据空气分子的电离性质，将地球表面上 40 到 800 公里高度称为电离层。之所以叫做电离层，是由于这一层中存在着电离了的气体层，包含着大量的自由电子和离子。大气电离主要是由于大气中的中性气体分子和原子受到太阳辐射出来的紫外线和带电微粒的作用所造成的。在一年的各个季节和一昼夜的不同时间内，大气各层的电离程度都有变化。电离层对无线电波的传播有密切的影响。电离层反射无线电波，使无线电波能绕地球曲面进行远距离传播，甚至可传到地球的另一面。

第二节 气 压

覆盖在地球表面的空气，是有重量的。在垂直于重力方向单位面积上，所承受的大气柱的重量，称为气压。气压单位为毫巴(mb)^①，它是 1 平方厘米面积上受到 1000 个达因压力时的压强值。即

① 1 毫巴 = 10² 帕。

$$1\text{mb} = 10^3 \text{ 达因/厘米}^2$$

在实际工作中，为了使各地气压在同一时刻的读数便于对比，国际上规定：温度 0°C 、纬度 45° 的平均海面上的 760 毫米水银柱高与其相平衡的大气柱重量，为 1 个标准大气压。在此情况下，水银比重 $\rho = 13.596 \text{ 克/厘米}^3$ ●重力加速度 $g = 980.655 \text{ 厘米/秒}^2$ ●。所以海平面气压 P_0 为 760 毫米水银柱高，相当于 1013.32 毫巴。即

$$P_0 = 76 \times 13.596 \times 980.65 = 1013.32 \text{ 毫巴}$$

毫米和毫巴的换算关系是：

$$1 \text{ 毫米水银柱相当于 } 1.333 \text{ 毫巴} = \frac{4}{3} \text{ 毫巴}$$

$$1 \text{ 毫巴相当于 } 0.75 \text{ 毫米水银柱} = \frac{3}{4} \text{ 毫米}$$

使用英制单位的国家，气压单位用英寸●表示。英寸与毫巴的换算关系为

$$1 \text{ 毫巴} = 0.03 \text{ 英寸}$$

目前世界各国的气象报告中，气压单位都采用毫巴。

一、气压的变化

气压随高度的变化 气压是经常在变化着，其变化的根本原因是由于空气密度和空气柱高度的改变。如果空气柱中的空气密度增大，单位面积上空气柱质量增多，气压就升高；空气柱的高度增高，同样也会使空气柱总重量增加，使气压上升。

对于某一地点，不同高度面上的气压也不相同，高度愈高，压在其上部的空气柱愈短，气压就愈低。因此，对于任何一个地点，气压总是随高度的增加而降低。船上气压表一般放在驾驶台上，考虑到它离海面不太高，可近似取为每离海面 8 米，气压降低 1 毫巴。

气压随时间的变化 气压随时间变化，有周期性的变化和非周期性的变化。所谓周期性变化，主要是指日变化和年变化。

地面气压日变化 在正常天气状况下，气压日变化，一天中有两个最高值和两个最低值。最高值出现在 9~10 时及 21~22 时，最低值发生在 3~4 时及 15~16 时。这种周期性的变化，称为气压日变化。

一天中最高气压值与最低值之差，称为气压日较差。最高值、最低值出现的时间和变化幅度，随纬度、季节、地形而异。热带海洋，日变化最明显，日较差可达 3~4 毫巴；温带海洋上，日较差只有 2 毫巴；随着纬度增高，气压日较差逐渐减小，到纬度 50° 处，日较差已不到 1 毫巴。在同一纬度上，季节不同，日较差亦不同，热带海洋上春秋两季大于夏冬两季。

气压日变化现象产生的原因，还没有确切的解释，可能是由于大气的热力作用、凝结效用和大气潮汐效用引起的。

地面气压的年变化 比较每月气压平均值，便可发现在一年中有一个月气压最高，有一个月气压最低。气压的这种周期性的变化，称为气压的年变化。

气压的年变化，在不同地点是不同的。气压的年变化基本上可以分为三种类型。

● $1 \text{ 克/厘米}^3 = 10^3 \text{ 千克/米}^3$ 。

● $1 \text{ 厘米/秒}^2 = 10^{-2} \text{ 米/秒}^2$ 。

● $1 \text{ 英寸} = 0.0254 \text{ 米}$ 。

大陆型 最高气压出现在冬季，最低气压出现在夏季。这种类型的年变化，在中纬度的内陆很规律地表现出来，年变差相当大。如新疆的鲁克沁，一月平均气压 1042.1mb ，七月平均气压为 1003.7mb ，年交差（振幅） 38.4mb ，这是可观的。

这一现象的产生是由于冬季大陆冷却，下层空气密度增大，空气输入，质量增加到一年中最大量，因此气压最高；夏季则情况相反，而气压最低。

海洋型 这种类型可分两种情况：中、低纬度海平面气压一年中有两个最高，一个在一月或二月，另一个在六月或七月；两个最低，一个在四月或五月，一个在十月或十一月。例如百慕大（*Bermudas*）。高纬度海面，最高气压在七月，最低气压在十一月，如北美西岸的西加（*Sitka*）和太平洋北部的阿留申群岛，就是这样。

海洋上，气压的年变差一般比陆地上的为小。年变差随着接近热带的程度而减小。

影响中、低纬度海面气压的主要因素有三个：第一，由于海上和陆上冬夏季空气质量交换，当夏季时，海上空气质量增多，气压升高；第二，副热带高压在冬季移往低纬；第三，冬季由于冷空气侵入，气压也相应升高。由于这些影响，在中、低纬度海洋上，冬夏气压高，而春秋受其影响较小或不受影响，气压就低。

高纬度海洋上，由于海陆空气质量交换，海洋上夏季空气质量增大，气压就高。晚秋大陆冷却很快，而海洋水温相对较高，空气就流向大陆，海洋上空气质量减少，所以气压就降低。

极地型 北冰洋，最低气压出现在一月或二月，而最高出现在四月或五月。此外，夏季（或初秋）还出现最低，而最高出现在十一月。

由于冬季西伯利亚高压和加拿大高压的形成，北冰洋一带气压以致形成最低。在夏季，吸收多量的太阳辐射能，因此气压在夏季有一最低。

地面气压非周期性变化 气压的变化不存在固定的周期，称为气压的非周期性变化。非周期性的气压变化比较强烈，变化值往往较大，变化时间长短各不相同。气压非周期性变化，是气压系统移动及演变的结果。通常，在中高纬度地区，由于气压系统明显，活动频繁，因而非周期性变化比低纬度明显得多。如以24小时的气压变化量比较，高纬度可达10毫巴，低纬度地区除有台风等系统移过外，一般只有1毫巴。

实际的气压变化，总是这两种变化因素综合影响的结果。但是，周期性变化和非周期性变化的强度并不是均等的，任何情况下，必有一种变化是主要的。在中高纬度，气压的非周期性变化一般比周期性变化大得多，因此非周期性变化较明显；在低纬度，非周期性变化常比周期性变化小，因而，气压变化的周期性比较明显。非周期变化的出现，往往是海上恶劣天气的预兆，应引起我们的重视。例如台风季节，台风影响的区域气压升降都很剧烈。

二、气压的观测

现在我国远洋船上测量气压，大多使用空盒气压表。它是一种轻便的测量大气压力的仪器。这种仪器是利用金属的弹性形变和大气压力相平衡的原理制成的。

（一）空盒气压表的构造和测压原理

空盒气压表可分为感应、传动放大、指示三部分。

感应部分 它是一组有弹性的密闭圆形金属空盒，盒内近似真空，盒两面都有波纹，用以增大空盒弹性。当大气压力作用在空盒上时，空盒被压缩。当空盒弹力与大气压力相平衡时，空盒就保持一定的形状。当大气压力发生变化时，空盒就产生变形。三个空盒串联起来，则气压变化引起的变形比单一的空盒显著，可以提高仪器的灵敏度。空盒组的一端与传

动放大部分联接，另一端固定在金属板上。

传动放大部分 由传动杆、水平轴、短杠杆、长杠杆和指针轴组成，游丝用以消除传动间隙，感应部分的微小变形，经过放大部分可以放大一百倍以上，以带动指针指示出气压值。

指示部分 由指针、度盘和附属温度表组成。度盘示度为 600~800 毫米，最小分度为 0.5毫米，气压增大时，空盒被压缩，经传动部分带动指针，向右偏转，气压示度升高；气压减小时，空盒受力减小，向外扩张，带动指针向左偏转，气压示度降低。

为了读取仪器的温度，有的空盒气压表还附装弧形的温度表。在空盒底部有一个指针调整螺旋，可校正指针位置，平时不可随便触动，否则将改变仪器整个订正值。

(二) 空盒气压表的读数订正

从空盒气压表直接读取的气压数值，必须经过刻度订正、温度订正、补充订正和高度订正后，才是观测地点的海平面气压。

刻度订正 刻度订正是订正由于仪器制造或装配不够精密造成的误差，如指针轴与刻度盘中心不相符合或刻度不均等。刻度订正值可从检定证上查取。

温度订正 由于温度的变化，将引起空盒和金属弹簧片发生改变。当外界气压不变时，由于温度的变化，将导致空盒气压表示度的改变。例如温度升高时，由于空盒和弹簧片弹力减弱，空盒就受到压缩，而气压表示度就增高。反之，当温度降低时，将引起示度的降低。在制造仪器时，采用温度补偿装置以减少温度对空盒变形的影响。例如在空盒内留少量气体，当温度升高时，由于盒内气体张力的增大，使空盒向外扩张，这样就部分的抵消了由于弹力减弱所造成的空盒压缩的影响。当温度降低时，则起相反的作用。有的仪器在弹簧片的传动轴上，安装一个双金属片（因钢在上，黄铜在下）。当温度升高时，由于黄铜比因钢膨胀量大，使传动轴左端向上抬起，抵消了因弹力减弱所引起的空盒与传动轴下降的一段高度，空盒使传动轴上抬而双金属片起相反的作用。上述补偿装置还不能完全消除由于温度改变而引起的读数误差。其订正值 ΔP 可由下式求得：

$$\Delta P = \alpha \cdot t$$

式中 α 为温度系数，即温度改变 1°C 时，空盒气压表示度的改变值（可从检定证中查得）； t 为空盒的附属温度。

将温度系数乘以温度时，必须注意其符号。温度有正、负之分，温度系数也有正、负号。同号相乘订正值为正，异号相乘订负值为负。

补充订正 补充订正是订正由于空盒或弹簧片的剩余形变所引起的误差。当外力增大时，空盒将有新的形变，当增大的外力解除后，空盒不能完全恢复到原来的位置，而有一部分剩余形变。这种剩余形变随着时间而不断地变化着。因此，空盒气压表必须定期与水银气压表进行比较，求出空盒气压表的示度补充订正值。

补充订正值，由检定证中查取。

在对空盒气压表读数进行订正时，应先求出三个订正值的代数和，然后将其加到指针的读数上，这时的气压称为现场气压，即观测高度上的气压。

高度订正 现场气压值经度订正后，即为海平面气压。测点在海平面上，订正值为正；测点若在海平面以下，订负值为负。船舶将气压表多置于驾驶台海图桌上，离海面不太

高，所以可近似地认为：离海面每高 8 米，气压值减小 1 毫巴（或 $\frac{3}{4}$ 毫米）。

订正举例 某船将空盒气压表放在驾驶台海图桌上，离海面高度12米，观测气压表读数为776.0毫米，附属温度表读数10°C，求观测点的海平面气压？

由检定正查得

刻度订正为 ……750 760 770 780 790……(mm)

…… -1.2 -1.5 -2.0 -1.5 -1.0……(mm)

温度订正系数为 +0.08

补充订正 +0.5mm

解 刻度订正(内插) = -1.7

温度订正 (ΔP) = (+0.08) × 10 = +0.8

补充订正 = +0.5

总订正 = -1.7 + 0.8 + 0.5 = -0.4(mm)

现场气压 776.0 - 0.4 = 775.6(mm)

高度订正 $\frac{12}{8} \times \frac{3}{4} = 1.1(\text{mm})$

海平面气压 775.6 + 1.1 = 776.7(mm) = 1035.6(mb)

进行观测时注意事项 第一，先读取温度表的示度，准确到0.1C；第二，观测气压前用手指轻击气压表的玻璃面，等指针静止后，读取指针所指的数值，准确到0.1mb。读数时眼睛与指针要正对刻度盘读数。

第三节 气温 (air temperature)

空气的冷热程度，用数量来表示，称为气温。它是重要的气象要素之一，大气中发生的许许多多自然现象和其过程都与气温有密切关系。

一、气温标示及互换关系

温度单位的标示，现在世界上还不统一，我国和世界大多数国家规定用摄氏(°C)表示温度的单位，少数国家用华氏(°F)表示。不论用那种单位表示气温的高低，但基本原理相同，只是表尺的刻度间距长短不同。它们都是在标准大气压下，使纯洁水冷却到结冰，此时的温度定为冰点；使纯洁水加热至沸腾，这时的温度定为沸点。在冰点和沸点间刻成若干等分以表示温度的高低。如果在两点间刻为100等分，冰点定为0度而沸点定为100度时，就称为摄氏温度表，或用符号°C表示；如果两点之间刻为180等分，冰点定为32度而沸点定为212度，就称为华氏温度表，或用符号°F表示。

根据两种温标刻度的相互关系，就可以用下列公式互相换算：

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{C} + 32^{\circ}$$

或

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32^{\circ})$$

二、气温的变化

气温的日变化 一天内气温的变化，是因太阳的辐射强度和地球表面的辐射情况而变化。

通过长期观测证明，在正常的情况下，气温日变化最低值出现在日出之前，最高值夏季在14~15时，冬季在13~14时。这种情况发生于陆地上。海洋上，气温的日变化最高值发生在太阳中天左右（大洋上平均在12时30分）。一天中气温的最高值和最低值之差，称为气温日较差，它的大小反映了气温日变化的程度。

一天中，太阳中天辐射最强，但最高气温却出现在中天过后2小时左右，这是因为大气的热量主要来源于地面的长波辐射，地面一方面吸收太阳的短波而获得热量，另一方面以长波辐射而损失热量，若净得热量，则温度升高；若净失热量，则温度降低。这就是说，地温的高低，并不直接决定于地面当时吸收太阳辐射的多少，而决定地面储存热量的多少。早晨日出后，随着太阳辐射的增强，地面净得热量，温度升高，此时地面放出长波辐射随着温度升高而增强，大气吸收地面长波辐射后，气温也升高。到正午，太阳辐射最强，正午过后，太阳辐射强度虽然开始减弱，但得到的热量比失去的热量还多，地面储存热量仍在增加，所以地温继续升高。长波辐射继续加强，气温随着不断升高。到午后一定时，地面得到的热量因为太阳辐射的进一步减弱少于失去的热量，这时地温开始下降。地温的最高值，就出现在地面热量由储存转为损失的时刻。这个时刻通常在午后1点左右。由于地面热量传给空气需要一定的时间，所以最高温度出现在午后2时左右。随后气温逐渐下降，一直降到日出前地面储存的热量减至最小为止。所以最低气温出现在清晨日出前后，而不是在半夜。

气温日较差的大小和纬度、季节、地面性质及天气情况有密切关系。

据统计：低纬度地区，气温日较差平均值为12°C；中纬度地区，为9°C；高纬度地区，为3~4°C。就季节看，夏季气温日较差大于冬季的，中纬度地区季节变化最显著，因为中纬度地区太阳辐射强度日变夏季比冬季大得多，夏季8~12°C，冬季2~4°C。低纬度地区，由于太阳辐射强度的日变化随季节变化很小，因此，气温日较差随季节的变化也很小。极地由于冬季有极夜，夏季为极昼，太阳辐射强度的日变化随季节的变化不大，因而气温日较差随季节的变化也不大。

就地表性质看，气温日较差海洋小于陆地，一般情况下，海上的气温日较差只有1~2°C，而在内陆地区常达15°C以上，有些地方甚至达25~30°C。

就天气情况来说，由于云层的存在，使白天地面得到的太阳辐射就少，最高气温比晴天为低；夜间，云层覆盖又不易使地面失热，最低气温比晴天为高。所以，阴天的气温日较差比晴朗天气时为小。

由此可见，在任何地点，每天的气温日变化，既有它一定的规律性，又不是前一天气温的简单重复，而要考虑到上述诸因素的综合影响。

气温的年变化 气温的年变化在地球大部分地区，一年中有一个最高值和一个最低值。由于地面储存热量的原因，使气温最高和最低值出现的时间，不是太阳辐射最强和最弱的一天（北半球夏至和冬至），也不是太阳辐射最强和最弱一天所在的月份（北半球6月和12月），而是比这一天要落后1~2个月。就北半球中纬度和高纬度来说，内陆的气温以7月为最高，1月为最低；海洋上的气温以8月为最高，2月为最低。

一年中月平均气温的最高值和最低值之差，称为气温年较差。年较差的大小与纬度、海陆分布等因素有关。低纬度地区，昼夜长短几乎相等，最热月和最冷月的热量得失相差不大，气温年较差很小；愈到高纬地区，冬夏区分明显，气温年较差就大，高纬度地区可达40~50°C。

如以同一纬度的海陆相比，大陆区域冬夏两季热量收支相差比海洋大，所以陆上气温年

较差比海洋大得多。在一般情况下，温带海洋上年较差为 11°C ，大陆上年较差可达 $20\sim 60^{\circ}\text{C}$ 。

气温的非周期性变化 气温的实际变化情况，并不完全像上面周期性变化那样简单，它的变化还时刻受着大气运动的影响，这种变化是非周期性的。由此可见，某一地点的气温除了由太阳辐射的变化引起周期性的变化外，还有因大气运动而引起的非周期的变化，实际的气温变化，是它们共同影响的结果。只不过是那一个影响大，气温变化就跟随那一个而已。不过，从总的趋势和大多数情况来看，周期性变化是主要的。

三、气温随高度的变化

我们知道大气的热量来源，主要来自地面的长波辐射。大气温度随高度的变化率（即单位高度内温度的变化），称为温度直减率（lapse rate of temperature）。温度随高度的增高而降低，则温度直减率为正；温度随高度的增高而上升，则温度直减率为负，这种现象称为温度逆增（Inversion of temperature），呈现这种现象的气层，称为逆温层。在有些情况下，气温不随高度变化，这种现象称为等温现象。

温度随高度的分布情况的变化，会影响到不同性质的天气出现。我们在阅读航海资料和收听气象广播时，常常看到和听到所谓稳定天气或不稳定天气，就是根据温度随高度分布的不同情况而区分的。

大气中不同高度上，温度分布的情况是很复杂的，但在对流层中一般情况下，气温是随高度的增高而降低，平均为每升高 100 米温度降低 0.65°C 。气温随高度的变化并非一致，同一时刻不同地点的情况，或同一地点不同时刻的情况，气温随高度的变化也不一样。

大气稳定度的概念 许多天气现象的发生，都和大气稳定度有密切关系。所谓大气稳定度，就是表示某一气团受到外力冲击以后，其向上或向下的运动的可能情况：如果气团受力移动后，逐渐减速，并返回原来的高度上，这时的气层，对于该气团而言是稳定的；如果气团一离开原位，就逐渐加速运动，并远离起始高度，这时的气层，对于该气团而言是不稳定的；如果空气团被推到某一高度，既不加速也不减速，这时的气层，对于该空气团而言是中性的气层。

当空气块处于平衡位置时，具有与四周大气相同的气压、温度和密度，即 $P_{i_0} = P_0$ ， $T_{i_0} = T_0$ ， $\rho_{i_0} = \rho_0$ 。当它受扰动后，就绝热上升 ΔZ ，其状态为 P_i 、 T_i 、 ρ_i ；而四周大气这时的状态则为 P 、 T 、 ρ 除了根据准静力条件有 $P_i = P$ 外，而 T_i 、 ρ_i 一般与 T 、 ρ 不相等。

单位体积的空气块受到两个力的作用，一个是四周大气对它的浮力 ρg ，方向垂直向上；另一个是本身的重力 $\rho_i g$ ，方向垂直向下，两力的合力称为层结内力，以 f 表示，加速度 a 即由该力作用而产生的。

$$f = \rho g - \rho_i g = (\rho - \rho_i)g$$

单位质量气块所受的力就是加速度，所以

$$a = \frac{\rho - \rho_i}{\rho_i} g \quad (1)$$

由状态方程 $\rho = \frac{P}{RT}$ ， $\rho_i = \frac{P_i}{RT_i}$ 及准静力条件 $P_i = P$ 代入 (1)，则

$$a = \frac{T_i - T}{T} g \quad (2)$$

(2) 式就是判别稳定度的基本公式。当空气块温度比周围空气温度高, 即 $T_1 > T$, 则它将受到一个向上的加速度; 反之, 当 $T_1 < T$, 将受到向下的加速度; 而 $T_1 = T$ 垂直运动不会发展。

综上所述, 某一气层是否稳定, 实际就是某一运动的空气团比周围空气是轻还是重的问题。比周围空气重, 则下降; 比周围空气轻则上升; 和周围空气一样轻重, 既不上升也不下降。空气的轻重, 决定于气压和温度, 在气压相同的情况下, 两团空气的相对轻重的问题, 实际上就是气温的问题。在一般情形下, 在同一高度, 一团空气和其周围空气温度大体相同。如果这样一团空气上升, 变得比周围空气冷一些它就重一些。那末这一层是稳定的。反之, 这团空气变得比周围空气暖一些, 因而轻一些, 那末, 这一气层是不稳定的。如这团空气上升到任何高度, 都和周围空气有相同的温度, 因而轻重相同, 这一气层就是中性平衡气层。

第四节 大气的湿度

地面上的水分, 因蒸发变为水汽而进入大气。水汽进入大气, 在一定的条件下, 水汽会发生凝结, 形成云、雾等许多天气现象, 并以雨、雪等降水形式回到地面。大气中水分虽然含量很少, 但其作用却很大。从气象角度看, 水汽既是大气中现象演变过程的一个环节和一些表现, 又是大气现象复杂变化的主要原因。水汽对航海的影响是很明显的, 例如低温高湿, 大气中低层形成雾, 给航行带来困难; 大气中长期湿度很大, 可能引起很多货物和商品因受潮而霉烂变质。

大气中水汽含量的表示方法, 也就是空气的潮湿程度(湿度)的表示方法, 有不同的形式, 它们各有一定的用途。这里作简单介绍。

一、湿度的表示方法

绝对湿度 (absolute humidity) 单位体积空气中所含水汽的质量, 称为绝对湿度 (a), 它的单位是克/米³①。由此可见, 绝对湿度就是大气中的水汽密度。空气中水汽含量愈多, 绝对湿度就愈大。利用它可直接表示空气中水汽的绝对含量。例如, 在一个大气压下、0°C 时 1 立方米空气中的水汽为 3.8 克, 我们就说此时空气的绝对湿度为 3.8 克。绝对湿度是随气温和气压而变化的, 如果空气中水汽含量不变, 体积却随温度和气压而变化, 因此单位体积的水汽含量也要改变。

水汽压 (vapour pressure) 我们知道, 空气是由干空气和水汽组成的混合气体。大气压力是大气中各种气体压力的总和, 其中水汽所产生的那部分压力, 叫水汽压 (e)。水汽压的单位与气压一样, 也用毫米水银柱高 (mm) 或毫巴 mb 表示。

水汽是大气的一部分, 气体状态方程同样适用于水汽, 即

$$e = \rho_{\omega} R_{\omega} T$$

式中 e 为水汽压; ρ_{ω} 为水汽密度 (即绝对湿度); T 为空气绝对温度; R_{ω} 为水汽的比气体常数。

可见, 当温度一定时, 大气中水汽含量愈多, 水汽压愈大; 反之, 水汽压愈小。

在温度一定的情况下, 单位体积空气中能容纳的水汽数量有一定限度, 如果水汽含量达到了这个限度, 空气就呈饱和状态, 这时的空气称为饱和空气。饱和空气的水汽压, 称为饱

① 1 克/米³ = 10⁻³ 千克/米³。

和水汽压(E)。实验证明,饱和水汽压随温度的升高而增大。在不同的温度下,饱和水汽压的数值是不同的,如图1-4-1所示。

由图 1-4-1 明显看出,当气压不变时,气温愈高,则饱和水汽压愈大。

相对湿度(relative humidity)空气中的水汽压(e)和同温度时的饱和水汽压(E)的百分比,称为相对湿度,以符号 f 表示,即

$$f = \frac{e}{E} \times 100\%$$

相对湿度的大小,直接反映空气距离饱和的程度。相对湿度愈小,空气距离饱和程度愈远;相对湿度接近 100%

时,空气接近饱和。一般常说的空气潮湿或干燥,就是指人们感觉到的相对湿度的大小。但是,相对湿度的大小,不仅随空气中水汽含量而变,同时也随着气温而变化。当水汽压不变,气温升高,饱和水汽压增大,相对湿度会减小;反之,气温降低,相对湿度增大。

露点(dew-point)当空气中水汽含量不变,在一定的气压条件下,使空气冷却达到饱和时的温度,称为露点温度,简称露点,以符号 τ 表示。它的单位与气温相同。例如某地某日 14 时的气温为 30°C ,对应的饱和水汽压为 42.5mb ,当时的实际水汽压为 31.7mb ,很明显,这时空气是未达饱和。如果实际水汽压不变,气压也不变,只有降低气温才能使空气达到饱和。而饱和水汽压为 31.7mb 时的气温为 25°C ,所以只有当气温由 30°C 降到 25°C 时,空气才由未饱和状态变为饱和状态,也就是说 14 时的露点是 25°C 。

气压一定时,露点的高低只与空气中水汽含量有关,水汽含量愈大,露点愈高,所以露点也是表示空气中水汽含量的物理量。在实际的大空中,空气经常处于未饱和状态,露点常比气温低;只有空气饱和时,露点等于气温。因此,根据气温和露点的差值,可大概判断空气距离饱和的程度。

由上述湿度的各种表示:绝对湿度、水汽压、露点基本上表示空气中水汽含量的多少;而相对湿度、气温和露点的差值则表示空气距离饱和的程度。

二、空气湿度的变化

水汽压的日变化 近地面层空气中,水汽压的日变化比较明显。水汽压的日变化与蒸发密切相关,水汽压的大小与蒸发的快慢有密切的关系。白天,温度高,蒸发快,空气中水汽多,水汽压大;夜间,温度低,蒸发慢,空气中水汽少,水汽压较小。一天中,有一个最大值,一个最小值,最高值出现在 13~14 时,最低值发生在日出前,这种情况多发生在海洋及沿海地区,和大陆上对流不强的季节。

在大陆上,对流较强季节,由于对流的作用,水汽压日变化有两个高值。两个低值。日出后,温度升高,蒸发加快,水汽压逐渐增大。但是随着气温的升高,低层空气不稳定,对流混合加强,水汽往上传递。到 9~10 时,水汽向上传递的效用大于地面蒸发,水汽反而减小。这种情况一直维持到下午或日落前。以后由于气温下降,对流减弱,同时由于对流作用上下水汽趋于均匀,上传水汽量大大减少,而这时蒸发使水汽增大的作用又成为主要方面,所以水汽又重新增大。到 21~22 时,地面温度因辐射冷却而降低,蒸发很弱,而且在地面温度低于露点时,还会有露、霜等现象,因而水汽又减小,到次日清晨达最低。也就是说,在

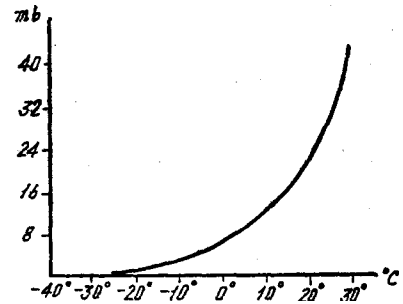


图 1-4-1 水面上饱和水汽压

夏季大陆上，一昼夜内地面水汽压有两个最高值和两个最低值，第一次最高值约在 8 时，第二次最高在 20 时左右；第一次最低值在 4 时左右，第二次发生于 14~16 时。

相对湿度日变化 相对湿度的日变化与水汽压相反，因为气温升高时，蒸发虽然增大，使水汽压增大一些，但因饱和水汽压随温度升高增大得更大，使相对湿度反而减小。气温降低时，相对湿度增大。相对湿度的日变化，有一个最高值，一个最低值。最高值出现在清晨，最低值发生在午后。它与气温日变化相反。

水汽压的年变化 它与气温的年变化相似，有一个最高值，出现在 7~8 月；有一个最低值，发生于 1~2 月。

相对湿度年变化 一般夏季小，冬季大。但是，在有季风盛行的地区，由于夏季风来自潮湿海洋，因而相对湿度夏季反而大；冬季风来自陆地，相对湿度冬季反而小。

三、气温与湿度的测定

(一) 干湿球温度表

测定气温与湿度，一般都用干湿球温度表。干湿球温度表是由两支形状、大小、刻度范围完全相同的温度表组成，它们并排固定在金属架上，其中一支水银球缠着纱布以备注水，故称湿球；另一支，称为干球。

在进行观测前，用蒸馏水将湿球的纱布浸湿。观测时如果空气未达饱和状态，则湿纱布的水就吸收湿球温度表的热量而蒸发，因此使湿球温度发生变化，周围空气又不断将热量供给湿球温度表，不久湿球温度表热量收支平衡，达到稳定状态。此时湿球的温度一般低于干球温度。空气饱和时两表温度相等。

(二) 观测程序

干湿球温度表种类较多，在船上大多使用手摇干湿球温度表。现在以手摇干湿球温度表为例，说明其观测程序。

1. 观测前将纱布用蒸馏水完全浸湿，并检查柄端螺丝是否拧紧，以免旋转时脱掉。

2. 观测时背着太阳，尽量不要让太阳光直接射到表身。缓慢垂直地旋摇 2~3 分钟，使湿球温度达到稳定时即停止，立即读数。

3. 背着阳光进行读数。读数力求敏捷，先读小数后读整数；先读干球温度表，后读湿球温度表，取一位小数。

4. 读数时人体不要碰到温度表，否则温度会很快发生变化。为了减少读数视差，在读数时眼睛和温度表水银柱顶端保持同一高度。在 0°C 以下时，读数前还需加上负号（-），例如 -2.1°C 。上述观测只适用于温度在 -5.0°C 以上的情况。当温度在 -5.0°C 以下时，就不进行湿球温度的观测。当温度在 0°C 到 -5.0°C 时，读数之前要先看湿球温度是否稳定，如果稳定可读数。如果纱布已结冰，则在湿球温度记录右上角记“B”（冰的拼音字头）如果湿球温度还在变动，不能读数，要等稳定后再进行读数。

5. 读数完毕，应将仪器立即放回匣中保存好。

(三) 观测值的订正与湿度查算

1. **器差订正** 由于温度表制造上的不精确产生读数上的误差，需要订正。订正值附在检定证中，根据两支温度表的读数在各自的检定证中查取器差。

2. **湿度查算** 绝对湿度和相对湿度均按经器差订正后的干、湿温度值查气象常用表第一号（表 I 和表 Ia）。表中查出的绝对湿度以毫巴表示，记小数一位；相对湿度以百分比表示，

只取整数。

湿度查法，先在表 I 中找到相当于干球温度与字母 t' 的纵行上找出湿球温度，然后在湿球温度数字的一列中找出 n 值。再在表 Ia 中用 n 值和气压值（现场气压）找出湿球温度订正值 $\Delta t'$ （采用气压左面的）。最后用干球温度和经气压订正后的湿球温度为引数，从表 I 中找出相对湿度。

例如 $t = 7.3^{\circ}\text{C}$ $t' = 1.8^{\circ}\text{C}$ $P = 890\text{mb}$ ， t 、 t' 为手摇干湿温度表所测得，求绝对湿度（ e ）和相对湿度（ γ ）。

在表 I 59 页 $t = 7.3$ 一栏中， $t' = 1.8$ 时，查得 $n = 17$ 。再在表 Ia 以 $P = 890\text{mb}$ 和 $n = 17$ 为引数，得 $\Delta t' = 0.9^{\circ}$ ，加在湿球温度上，得湿球温度经气压和风速订正后的值 $t'' = 1.8^{\circ} + 0.9^{\circ} = 2.7^{\circ}$ 。最后用 t 及 t'' 为引数在表 I $t = 7.3^{\circ}$ 、 $t'' = 2.7^{\circ}$ 行内找到 $e = 3.8$ 、 $\gamma = 37$ 。

3. 露点（ τ ）的查算 如果温度 $\geq -5.0^{\circ}\text{C}$ ，根据当时绝对湿度（经气差订正后）查附录 2a 露点表。

例如 $e = 17.1$ 则 $\tau = 15^{\circ}\text{C}$

第五节 风 (wind)

海员们都知道风对航海活动的影响情况。尽管现代船舶具有吨位大、航速高和船体结构牢固等优点，但是风对航海的影响仍然是很大的。地文航海学中的风压差就是用来修正由于风的作用而使航向和航速发生变化所引起的船舶漂移。如某船吨位一万五千吨、航速 22 节，在欧洲和美洲之间航行，其航海日志记录统计结果如下表 1-5-1 所示。

表 1-5-1

风 力 (级)	逆 风	旁 风	顺 风
	航行时间增加(%)	航行时间增加(%)	航行时间增加(%)
6	9.4	3.8	1.2
8	24.0	11.4	2.0
10	28.7	26.7	2.8

由表中可以清楚看出高速船在风的影响下，其航行时间增加，风力愈大其影响愈明显。如果海面上较长时间有大风，可引起海浪而使船舶受到摇摆，给船舶操纵和定位都带来困难。大风浪引起货损和船只沉没的历史事实是很多的。风还可以影响到潮汐的大小及潮时。

风是重要的气象要素，同时它又对其它气象要素发生影响，如大风可以吹散云和雾等。

一、风向和风速的表示方法

空气的水平运动，称为风。由于大气分布随空间和时间变化，各地气压不一，空气就从高压区流往低压区而形成风。风的特点可用风向和风速来表示。风向和风速是在不断地变化的，因此通常在 1 分钟内的风向的平均值和风速的平均值当作那时的风向和风速。

风向是指风的来向（方位），例如风从北向南吹，我们称为北风。航海上表示风向的方法有两种：圆周法和方位点法。圆周法与航海课中的相同，风向用度数表示，从 0° 到 360° 。方位点法，将整个水平面从北开始，顺时针把它分为 16 个方位点，其中北、南、东、西称为基

点；东北、东南、西南、西北称为象限点；中间点的名称是由基点和象限点所组成。所有16个点表示为：

N、NNE、NE、ENE、E、ESE、SE、SSE、
S、SSW、SW、WSW、W、WNW、NW、NNW。

在英版资料和气象报告中，见到的风向大多数是用方位点表示的。

风速是指单位时间内空气所流经的水平距离。它的单位采用米/秒、公里/时或海里/时。有时为了实用方便，可依据自然界物体受风影响的情况，根据蒲氏风级（Beaufort wind scale，简称BFT）大略的确定风力。风级从无风到极强飓风共为十三级。根据经验，风级与风速的近似关系为

$$\text{风速(哩/时)} = 1.87\sqrt{F^3}$$

式中 F 为风级数。

风力等级及其征象详见表1-5-2。

随着气象观测仪器的发展，已测知自然界的风实际上大大超过12级，如有的龙卷风，其风速可达100~200米/秒，直径大于5~10米，有时大于100米，偶尔也有上千米的。但这种情况比较少见。

二、风的日变化

在正常的天气情况下，风向日变化在低纬度和温带，夏季沿海地区较明显。白天从海上吹向陆地，夜晚从陆地吹向海上。

风速从早晨开始逐渐增大，在13时左右达到最大，以后就开始减弱。晚上或夜间风很微弱，甚至宁静无风。风速的日变化，在夏季晴天时特别明显。在海洋上由于温度的日变化不大，风速的变化也不大。可是越接近陆地变化越明显。风的日变化与气温的日变化相一致。风速随高度增高而增大，因底层流动的空气受到地面摩擦力的影响比高空的大，所以高空风大。当太阳高度增大时，空气上下对流发展，上下空气层之间就产生了速度交换，致使地面风速发生变化。午后对流减弱，因而地面风速也相应减小，到夜里出现宁静无风的现象。

三、风花图 (wind rose)

航海学中已讲过风压差，其目的是使船舶能保持在计划航线上航行，不要因有风的影响而产生漂移。正确地进行风压差计算是完全必要的。因此在进行航线设计时，经常采用相应海区的风花图，确定什么方位的风在航经海区占优势，初步预算出风压差。

航海用的风花图，常见的是把海面分成若干个每边 5° 的正方形（在墨卡托投影图上），在每一个正方形中心画一个小圆，表示这个正方形内盛行风的特性。风在各方向上出现的百分率（或然率），在小圆上集中有8个方位点。在方位点上所作的箭头表示风向。箭身长度以给定的比例尺从圆圈外边开始以附近给定方位上对风观测总数的百分数的值量取。箭身尾部的羽毛数表示风级，每一条代表一级。箭身太短者在其末端划羽毛；箭身太长者在它的中间断开标上百分数的数字。圆圈中心的数字是无风（0~1级和风向不定）的百分数的数字，如图1-5-1所示。

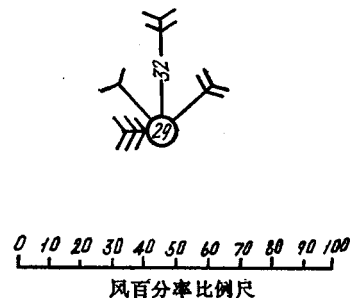


图1-5-1 风花图

图1-5-1为：北风、32%、4级；东北风、20%、3级；西风、1%、6级；西北风、18%、2级；无风29%。

风力等级表

表1-5-2

风 级	风 名	海 面 征 状	陆 地 征 状	风 速		
				公里/时	海里/时	米/秒
0	无 风 (calm)	海面平静。	静。	1以下	1以下	0~0.2
1	软 风 (light air)	海面呈现小波纹。	烟能表示风向,风标不转动。	1~5	0.5~3	0.3~1.5
2	轻 风 (light breeze)	波纹明显,波顶透明象玻璃,无碎浪花。	人面觉有风,树叶微动,风向标能转动。	6~11	4~6	1.6~3.3
3	微 风 (gentle breeze)	波浪变大,波顶开始分裂,偶尔可见到白色浪花。	树叶及微枝摇动不息,旌旗招展。	12~19	7~10	3.4~5.4
4	和 风 (moderate wind)	小浪,白碎浪花较多。	能吹起地面尘土和纸张,小树枝摇动。	20~28	11~16	5.5~7.9
5	清 风 (fresh wind)	波浪相当大,白碎浪花很多,偶尔浪花溅起,呼啸声不断。	有叶小树摇动,内陆水面有小波。	29~38	17~21	8.0~10.7
6	强 风 (strong wind)	大浪,波浪白沫飞布海面。	大树摇动,电线呼啸。	39~49	22~27	10.8~13.8
7	疾 风 (moderate gale)	海面波浪堆积,碎浪白泡沫成纤维状,随风吹散。	全树摇动,迎风步行感到有阻力。	50~61	28~33	13.9~17.1
8	大 风 (fresh gale)	随风吹起碎浪花,呼啸声较大。	可吹断树枝,迎风步行感到阻力甚大。	62~74	34~40	17.2~20.7
9	烈 风 (strong gale)	浪被风卷起,飞起泡沫可影响视距。	烟囱等将被吹毁。	75~88	41~47	20.8~24.4
10	狂 风 (whole gale)	波顶向前突出,能见度受影响。	陆上少见,有则拔树倒房。	89~102	48~55	24.5~28.4
11	暴 风 (storm)	浪大,中小型船可被浪所蔽,能见度受影响。	陆上少见,有则必有重大损害。	103~117	56~63	28.5~32.6
12	飓 风 (hurricane)	空气中充满水滴和浪花,能见度极差。	陆上少见,破坏力极大。	118~133	64~71	32.7~36.9

四、风的观测

风的观测高度为海平面上8米,在无船舶建筑物妨碍观测时,要求尽量接近这个高度。在条件确实无法达到时,可酌情处理。

船舶测风用的仪器种类很多,现在只介绍船用582型风速风向仪。

(一) 船用582型风速风向仪的简单构造

1. 感应部分 风速风向仪的感应部分为一个三角形支架,其三端各固定一个半球形的空

心风杯 **1**，风杯的凸面朝向同一边，在风压作用下，使风杯绕中心轴 **3** 转动。中心轴在三角支架的转动带动下而转动，中心轴的转动又带动计数器。

风向是由风标 **4** 所指示的方向来确定。

2. 记录部分 记录部分主要是计数器 **5**。计数器由蜗轮与蜗杆相啮合。通过机械装置，字码自右向左的带动，在底板中间盖板下面装有啮合杆，通过它控制计数器。

计数器右边转字上刻有小分划，每两个字之间分为 10 个分划，用来读取个位数。风杯每转动 **3.2** 转右边第一个转字上小分划转动 **1** 格。右边第一个数字转动一个字时，风杯转动 **320** 转。右边第二个转一个字，风杯转 **3200** 转，右边第三个字转一个字，风杯转 **32000** 转 其余类推。

(二) 观测程序

1. 观测前将仪器由匣内取出，按装好，关闭啮合杆，并将刻度盘上的数字（六位）记入记录表第一次读数栏中。

2. 站在接近规定高度而四周无障碍物的地方，面向风的来向进行观测。

3. 左手拿秒表，右手握住风速仪的把子，将食指放在啮合杆上，然后垂直把风速仪高举过头，使风速仪盘面对着测者。

4. 当风杯稳定转动时，用食指将啮合杆拉下并同时启动秒表。

5. 观测到 **100** 秒时，用食指将啮合杆向上推，使记录器停止记录。

6. 在刻度盘上读取数字（六位），记入第二次读数栏内。仪器用完后，立即放回原匣中。

7. 如航行中测风，其风向的观测是借助小磁针来完成。将磁针指北端与盘面上北字对准，即可读出视风向，注意进行自差与磁差的校正。

8. 第二次读数减去第一次读数之差，除以观测时间（**100** 秒）即得分划 / 秒，取一位小数。以此值为横坐标，查订正图上的斜线与此值相应的纵坐标，即得实际风速。

(三) 真风求法

船舶航行时，产生一种从船头向船尾吹的风，称为航行风，其风向即是航向，风速即是航速。所以航行中所测的风，叫视风。它是真风与航行风的矢量和。

为了实际中应用，必须根据观测的视风和航行风换算成真风（实际风）。这里只介绍两种方法。

1. 真风计风盘法 计风盘是由上下两个圆盘重叠在一起组成的。上面是一个刻有 **360°** 的赛璐珞透明圆盘，下面一个固定圆盘（或木板），其上贴有厘米方格计算纸。固定圆盘下端有一个固定指针 **C**。如图 1-5-3 所示。

计风盘的使用程序如下：

1) 转动活动圆盘，使其指针 **C** 对准航向的度数，然后从圆盘中心向 **C** 的方向取一段比例长度相当于航速，并在线段的末端记一点 **A**。转动活动圆盘，使视风向的度数对准 **C** 点，从圆盘中心向 **C** 的方向取一段同比例长度相当于视风速，在此线段末端记一点 **B**。

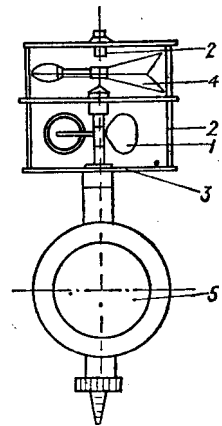


图 1-5-2 582 型风速风向仪
1-风杯；2-护圈；3-中心轴；4-风向标；5-计数器

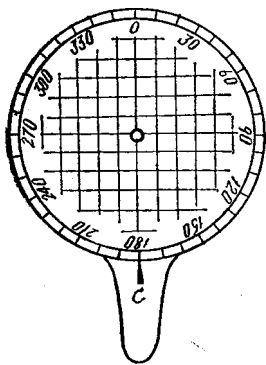


图 1-5-3 计风盘

2)转动活动圆盘,使A、B两点连线平行于C与圆盘中心的连线,并使A点在B点的上方,此时,AB的比例长度即是真风速,指针C所对活动圆盘的度数,即为真风向。

应该指出,视风速与航速的单位必须化为一致,再以同样比例进行绘算。

2.矢量分解法 在航行船上测得的视风,是航行风和真风的两分量的矢量和。因此,任意知道其两个矢量即可求出第三个矢量来。

例如,真航向 0° ,航速20节^①(10.3米/秒),视风向 270° ,风速9.9米/秒。求真风速和真风向?

作图 从O点引航行向量OB,由船中心向船尾方向划出(即航行风的方向),OB的长度为10.3米/秒。以相同的比例长度,在视风的方向上取OC的长度为9.9米/秒。如图1-5-4所示。联结航行风矢量和视风矢量的终点,即BC。BC的比例长度为真风速,B到C的方向为真风向。此例的真风向为SW(225°)真风速为14.3米/秒。

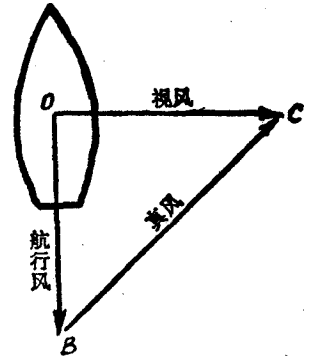


图1-5-4 求航行船上的真风

第六节 云 (cloud)

天空中的云,对航海有很大的意义。如果云浓而高度又低,对测天、陆标识别和定位等都带来困难。有时接近水天线的浓厚云块,对雷达波反射很强,在荧光屏上的影象常被误认为是岛屿的影象。云的形状千变万化。一定的云状常伴随着一定的天气而出现,因此,云可以指示未来的天气演变,对制作短期天气预报,具有重要作用。

一、云的分类和各类云的特征

云是由漂浮于大气中的小水滴、小冰晶、小水滴和小冰晶的混合物所组成的。由于组成云的条件不同,天空中的云,形形色色,多种多样。有的薄如轻纱,均匀地布满天空;有的成群结队,象羊群;有的巍峨矗立,象雄伟的大山;有的连绵起伏,如大海波涛。尽管云是千种万样,但是根据它们外形上许多共同特征,仍可进行区分。现在,通用云的国际分类

国际云状分类表 表1-6-1

云 族	云 属	国 际 名	符 号
高 云	卷 云	cirrus	C _i
	卷 积 云	cirro-cumulus	C _o
	卷 层 云	cirro-stratus	C _s
中 云	高 积 云	alto-cumulus	A _c
	高 层 云	alto-stratus	A _s
低 云	层 积 云	stratus-cumulus	S _c
	层 云	stratus	S _t
	雨 层 云	nimbo-stratus	N _s
直 展 云	积 云	cumulus	C _u
	积 雨 云	cumulo-nimbus	C _b

① 1节 = 1海里/时 = (1852/3600)米/秒。